



SENSIBILITE D'UN MODELE A AIRE LIMITEE A SA PARAMETRISATION PHYSIQUE: APPLICATION EN AFRIQUE AUSTRALE

Julien Crétat, Benjamin Pohl, Yves Richard, Philippe Drobinski

► To cite this version:

Julien Crétat, Benjamin Pohl, Yves Richard, Philippe Drobinski. SENSIBILITE D'UN MODELE A AIRE LIMITEE A SA PARAMETRISATION PHYSIQUE: APPLICATION EN AFRIQUE AUSTRALE. Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Jan 2010, Toulouse, France. hal-00452973

HAL Id: hal-00452973

<https://hal.science/hal-00452973>

Submitted on 3 Feb 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

SENSIBILITE D'UN MODELE A AIRE LIMITEE A SA PARAMETRISATION PHYSIQUE : APPLICATION EN AFRIQUE AUSTRALE

Julien CRETAT¹, Benjamin POHL¹, Yves RICHARD¹, Philippe DROBINSKI²

(1) CRC, CNRS UMR 5210 / Université de Bourgogne, Dijon, France

(2) IPSL, LMD / Ecole Polytechnique, Palaiseau, France

Résumé :

Cette étude examine pour la première fois en Afrique australe les incertitudes d'un modèle à aire limitée (Advanced Weather Research Forecast (WRF-ARW V3011)) liées à sa paramétrisation physique. Les incertitudes sont analysées au pas de temps saisonnier en déterminant les principaux points communs et différences de 27 expériences numériques, avec un focus sur le champ pluviométrique. Ces 27 expériences documentent le trimestre Décembre-Janvier-Février 1993-94, cœur de la saison des pluies de l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical, et correspondent à toutes les combinaisons possibles entre 3 schémas de couche limite, 3 schémas de convection et 3 schémas de microphysique. Quelle que soit la paramétrisation testée, la distribution spatiale des pluies est similaire et relativement proche des estimations de pluies. WRF sous-estime la pluviométrie des deux zones de convergence de la région (ZCIT et ZCSI) et la surestime en Afrique subtropicale, surtout sur les reliefs. Les principales différences inter-membres concernent l'amplitude des cumuls saisonniers et les processus pluviogènes qui dépendent principalement des schémas de convection. Grell simule des quantités comparables aux observations *in situ* alors que Kain-Fritsch et Betts-Miller-Janjic les surestiment nettement, ce qui peut résulter d'une sous-estimation (surestimation) de l'humidité spécifique en moyenne et basse couche observée avec Grell (Kain-Fritsch et Betts-Miller-Janjic). Grell et Kain-Fritsch simulent essentiellement des pluies convectives, ce qui semble cohérent avec l'influence de la circulation tropicale sur cette région. Comparée aux réanalyses ERA40 utilisées pour le forçage latéral, la convergence d'humidité associée à la majorité des expériences est renforcée sur le subcontinent, de même que la vitesse verticale de l'air en moyenne atmosphère. C'est la raison pour laquelle WRF corrige généralement les biais secs d'ERA40. Les différences inter-membres des champs thermo-dynamiques sont fonction des schémas de convection à ce pas de temps, mais aussi d'alliances non systématiques entre les trois types de schémas testés.

1) Introduction

La régionalisation du climat et la désagrégation de variables atmosphériques ont pris une place prépondérante ces dernières années, notamment dans le cadre des perspectives climatiques sur le XXI^{ème} siècle. Les modèles climatiques régionaux (MCR), ou modèles à aire limitée, peuvent répondre de manière satisfaisante à ces attentes. Ils désagrègent des données large échelle en se basant sur une physique résolvant des processus d'échelle fine et sur un couplage possible entre l'atmosphère et la surface. Les MCR sont toutefois très sensibles à la taille et à la localisation du domaine, aux forçages latéraux et surfaciques, à la résolution spatio-temporelle, et également aux réglages dynamiques et physiques (Seth et Giorgi 1998, Giorgi et Bi 2000, Caya et Biner 2004, Castro *et al.* 2005). Nous proposons ici de déterminer les incertitudes d'un MCR, le modèle Advanced Weather

Research Forecast (WRF-ARW, WRF par la suite), liées à sa paramétrisation physique, en particulier celle des schémas de couche limite, de convection et de microphysique. L'étude est menée pour la première fois en Afrique australe (sud de 5°S) pendant le cœur de la saison des pluies sud-africaines (de décembre à février, DJF). Les objectifs sont de déterminer le comportement du MCR ne dépendant pas de la paramétrisation physique et les principales différences générées par celle-ci, en se focalisant uniquement sur les biais saisonniers des précipitations simulées et de champs atmosphériques associés.

Cette étude est structurée comme suit : la section 2 détaille le protocole expérimental. La section 3 présente les structures pluviométriques et thermo-dynamiques moyennées sur la saison pour les données de référence, ainsi que les biais saisonniers de chaque expérience WRF. La section 4 contient la conclusion et une discussion.

2) Protocole expérimental

La période d'étude, de décembre 1993 à février 1994 (DJF94), est volontairement courte dans le but de pouvoir multiplier les expériences numériques sans mobiliser trop de temps de calcul et d'espace de stockage. Correspondant au cœur de la saison des pluies sud-africaines, ce trimestre est choisi en raison de sa neutralité en termes de quantités précipitées en Afrique australe, notamment sur le plateau sud-africain pour lequel nous disposons de données issues d'un grand nombre de stations pluviométriques, et de forçage large échelle. En particulier, il n'est pas soumis à El Niño Southern Oscillation, mode de variabilité dominant dans les tropiques et connu pour affecter très fortement les volumes précipités en Afrique du Sud (Lindesay 1988, Rouault et Richard 2005).

Les forçages latéraux et les champs atmosphériques de référence sont fournis par les réanalyses ERA40 (Uppala *et al.* 2005). Ces données, mises à disposition par le European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) de septembre 1957 à août 2002, consistent en une intégration *a posteriori* du modèle de circulation globale de l'atmosphère IFS, en troncature T159 sur 60 niveaux verticaux, avec assimilation toutes les 6 heures de données provenant de satellites, de bouées marines et de radiosondages. La fiabilité de chaque variable dépend du poids relatif de l'assimilation et de la physique du modèle. Sur l'Afrique en particulier, la quantité de données assimilées est faible et inconstante dans le temps (Poccard 2000). Les nombreuses incertitudes liées à la qualité des réanalyses (Trenberth 1991, Poccard *et al.* 2000, Trenberth *et al.* 2001) impliquent que les écarts de WRF par rapport à ERA40 pourront dans certains cas être analysés comme une amélioration du climat régional simulé, grâce à une meilleure physique et une résolution horizontale plus fine. Cette hypothèse concerne en particulier les précipitations, variable dépendant fortement des paramétrisations physiques (Dai 2006). Cette hypothèse sera vérifiée grâce à des jeux de données additionnels.

Les estimations du Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Xie *et al.* 2003) sont disponibles au pas de temps pentadaire sur une grille régulière de 2.5° x 2.5° depuis 1979. Elles sont construites à partir d'observations *in situ*, de données satellitales et des réanalyses du modèle NCEP/NCAR. Sur l'Afrique du Sud et les pays voisins (Lesotho, Swaziland, et sud de la Namibie, du Botswana, du Zimbabwe et du Mozambique) la base de données compilée par Lynch (2003) fournit un ensemble de 7665 pluviomètres disponibles au pas de temps quotidien sans valeur manquante sur la période 1971-1999. Une extraction de 5352 stations pluviométriques à régime pluvial tropical, recevant au moins 40% du cumul annuel en DJF, est ici réalisée. C'est sur cet espace que la sélection du trimestre DJF94 a été effectuée (Crétat *et al.* 2009). Ces stations (LYNCH par la suite) sont toutes localisées dans le cadre montré Figure 1.

Le MCR utilisé est la version 3.0.1.1 de WRF (Shamarock *et al.* 2008) développé au National Center for Atmospheric Research (NCAR). Ce modèle peut être utilisé à la fois pour la prévision opérationnelle (noyau NMM : Non-hydrostatic Meso-scale Model) et pour la recherche atmosphérique (noyau ARW : Advanced Research WRF). Nous utilisons ici le noyau ARW, plus adapté pour la simulation climatique. Les principaux atouts de ce modèle sont de s'appuyer sur un système de

projection verticale en niveau sigma lui permettant de prendre en compte plus finement la circulation atmosphérique des basses couches atmosphériques. Le modèle propose également une liste importante des schémas récents de radiation, couche limite, convection et microphysique, et peut être couplé à un modèle de surface continentale.

Les expériences sont réalisées en mode hydrostatique sur le domaine 46S-5S, 3E-56E, à une résolution horizontale d'environ 50 km, et avec une résolution verticale de 23 niveaux sigma. Toutes les intégrations sont initialisées au 17 novembre. Les données sont archivées entre le 1^{er} décembre 1993 et le 28 février 1994, soit après une mise à l'équilibre de deux semaines. Les expériences sont forcées latéralement toutes les 6 heures par les réanalyses ERA40. Le couplage continent-atmosphère se fait *via* le modèle de surface continentale de la NOAA. Les données de surface utilisées pour l'initialisation proviennent du United States Geological Survey (USGS) documentant l'occupation du sol en 24 catégories basées sur des moyennes climatologiques, à une résolution de 10 minutes d'arc. Les températures de surface océaniques sont fournies par ERA40 au pas de temps mensuel et interpolées au pas de temps quotidien. Les transferts radiatifs sont gérés par le schéma RRTM pour les ondes longues et le schéma Dudhia pour les ondes courtes. Le pas de temps du modèle est fixé à 150 secondes, les champs étant archivés toutes les 6 heures.

Sur le trimestre retenu, une série de 27 intégrations est produite, correspondant à toutes les combinaisons possibles entre 3 schémas de couche limite, 3 schémas de convection et 3 schémas de microphysique (Tab. 1). Les schémas de couche limite contrôlent essentiellement la turbulence sur toute la colonne d'air, y compris en haute atmosphère. Les schémas de convection gèrent la convection sous-maille, la distribution verticale de chaleur et d'humidité, et participent activement au calcul des précipitations convectives. Les schémas de microphysique concernent les échanges d'énergie à l'intérieur des nuages.

Couche limite	Convection	Microphysique
Mellor-Yamada-Janjic (CL1)	Kain-Fritsch (CO1)	WSM5 (MI1)
Yonsei (CL2)	Betts-Miller-Janjic (CO2)	Ferrier-Eta (MI2)
ACM2 (CL3)	Grell (CO3)	WSM6 (MI3)

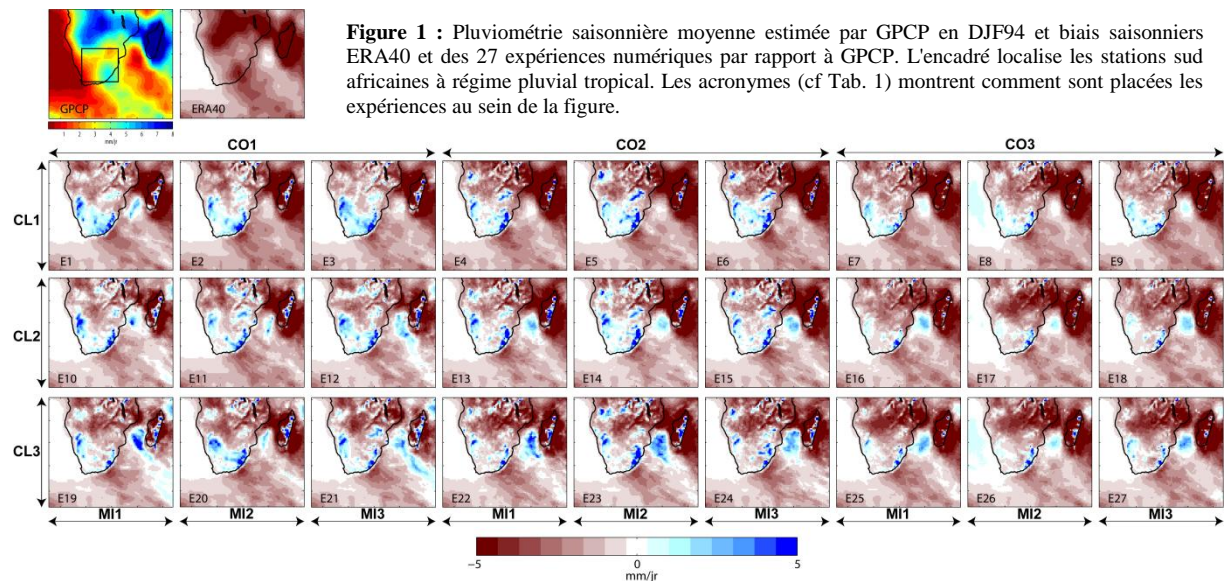
Table 1 : Schémas physiques utilisés pour les 27 expériences numériques.

Deux échelles spatiales sont retenues pour l'analyse des précipitations : l'ensemble du domaine simulé (Fig. 1) et l'Afrique du Sud à régime pluvial tropical (encadré Fig. 1). Quelle que soit l'échelle spatiale considérée, les données utilisées pour calibrer WRF sont projetées sur la maille du modèle. L'absence d'approche ensembliste interdit de distinguer la variabilité interne du modèle à la variabilité externe imposée par les forçages latéraux (Alexandru *et al.* 2007). En postulant que la saison simulée est suffisamment longue pour lisser les effets de la variabilité interne, seuls les aspects moyens peuvent donc être appréhendés dans cette étude, *i.e.* les moyennes saisonnières et les biais moyens.

3) Pluviométrie saisonnière

A l'échelle de l'Afrique australe, la Figure 1 présente le champ pluviométrique moyen de la saison DJF94 estimé par GPCP et les biais pluviométriques saisonniers ERA40 et des 27 expériences WRF par rapport à GPCP. Le champ saisonnier moyen se caractérise par un gradient sud-nord prononcé, les cumuls saisonniers étant maximaux aux latitudes tropicales en lien avec la position australe de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). Le pourtour sud de la cuvette congolaise et surtout Madagascar apparaissent comme les deux régions les plus arrosées. Plus au sud, une bande orientée sud-est nord-ouest relie le sud-ouest de l'océan Indien au centre de l'Afrique Australe. Elle correspond à la Zone de Convergence Sud Indienne (ZCSI, Cook 2000) au sein de laquelle le massif du Drakensberg reçoit les cumuls journaliers maximums (supérieurs à 4 mm/jour).

ERA40 sous-estime systématiquement les quantités précipitées, d'au moins un facteur deux, en particulier au niveau de la ZCIT et de la ZCSI. La géographie des biais WRF est plus cohérente et nuancée que celle de ERA40. Elle est en outre peu différente d'une expérience à une autre, suggérant un impact modéré des schémas testés sur les structures pluviométriques saisonnières. WRF sous-estime systématiquement les pluies au niveau de la ZCIT et de la ZCSI, moins fortement que ERA40 au niveau de la ZCSI. Il tend au contraire à les surestimer en Afrique subtropicale, notamment sur les reliefs (Damara en Namibie, Drakensberg en Afrique du Sud), sur la côte est de Madagascar dont le relief est également accentué, et dans la partie sud du canal du Mozambique. La géographie de la pluviométrie saisonnière simulée par WRF semble donc davantage contrôlée par la topographie, et / ou de réglages internes non testés ici. Notons enfin que les biais saisonniers ERA40 et WRF sont quasiment identiques sur les océans alors qu'ils diffèrent fortement sur le continent. Ce constat suggère une valeur ajoutée plus faible du MCR sur les océans, en lien possible avec l'absence de couplage entre océan et atmosphère et / ou parce que les différences de relief y sont peu marquées entre ERA40 et WRF.



La Figure 2 présente les précipitations LYNCH, GPCP, ERA40, et de chaque expérience WRF, cumulées sur DJF94 et moyennées spatialement sur le domaine renseigné par les stations sud-africaines à régime pluvial tropical (encadré Fig. 1). Elle montre une forte sensibilité des cumuls précipités simulés par WRF à la paramétrisation physique, surtout aux schémas de convection. Les cumuls simulés par les schémas de convection Kain-Fritsch (gris clair) et Betts-Miller-Janjic (gris) sont quasi-identiques et supérieurs à ceux simulés par Grell (gris foncé). Ce constat est valable sur l'ensemble du subcontinent (Fig. 1). Les performances de WRF paramétré avec Grell sont très encourageantes, car très proches des observations *in situ*, avec une marge d'erreur comparable à celle de GPCP. WRF corrige donc complètement les biais secs des réanalyses (Fig. 2). Ce résultat corrobore l'étude de Flaounas *et al.* (2009), qui concluent que Grell simule mieux les quantités précipitées que Kain-Fritsch en Afrique de l'ouest d'avril à septembre 2006. Ce résultat demande toutefois à être confirmé *via* un ensemble permettant de quantifier la variabilité interne du modèle.

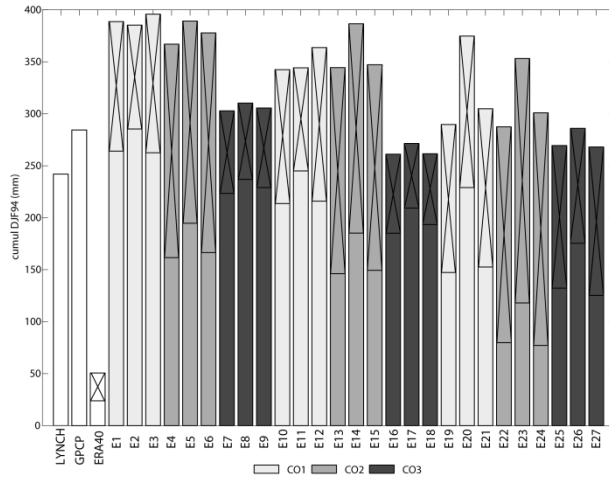


Figure 2 : Moyenne spatiale des cumuls précipités sur la saison DJF94 observée LYNCH, estimée GPCP et simulée par ERA40 et les 27 expériences numériques sur le domaine renseigné par les stations sud-africaines à régime pluvial tropical. Les trois types de grisé distinguent les trois schémas de convection testés : Kain-Fritsch (CO1), Betts-Miller-Janjic (CO2) et Grell (CO3). Pour ERA40 et WRF, la barre du bas (haut) correspond aux précipitations convectives (non convectives).

Pour ERA40 et WRF, la Figure 2 illustre également la contribution des pluies convectives (barre) et non convectives (barre avec croix) au cumul saisonnier. La Figure 3 spatialement la part des pluies convectives des 27 expériences WRF. Quelle que soit la paramétrisation physique, trois régions contrastées apparaissent : l'océan Atlantique relativement froid pour lequel il ne pleut pas (Fig. 1), ce qui explique que les pluies convectives soient nulles, le subcontinent et la partie tropicale de l'océan Indien relativement chauds pour lesquels les pluies convectives prédominent, et les moyennes latitudes soumises au passage de dépressions fournissant des pluies souvent stratiformes. Elle montre aussi, comme la Figure 2, que les processus pluvio-gènes sont essentiellement contrôlés par les schémas de convection. Betts-Miller-Janjic (CO2) génère essentiellement des pluies non convectives, notamment lorsqu'il est couplé avec le schéma de couche limite ACM2 (CL3), alors que Kain-Fritsch (CO1) et surtout Grell (CO3) génèrent des pluies majoritairement convectives. Le cœur de la saison des pluies est dominé par la circulation tropicale, qui se traduit par des zones de convection profonde d'échelle globale à locale (ZCIT, ondes d'est, cellules orageuses). En ce sens, le schéma Betts-Miller-Janjic (CO2) paraît le moins apte à simuler ce type de processus pendant la saison étudiée. Les combinaisons entre les schémas de couche limite Mellor-Yamada-Janjic (CL1) et Yonsei (CL2) et le schéma de convection Grell (CO3) semblent de ce point de vue les plus satisfaisantes, simulant moins de pluies convectives sur les régions montagneuses (pluies probablement d'origine orographique), et sur la côte sud-est de l'Afrique du Sud et les océans des latitudes subtropicales à tempérées, davantage soumis à des pluies stratiformes.

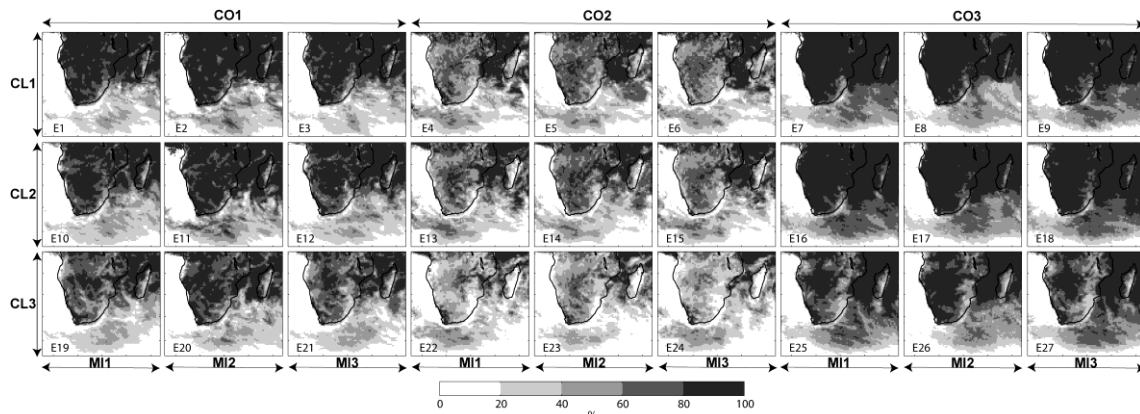
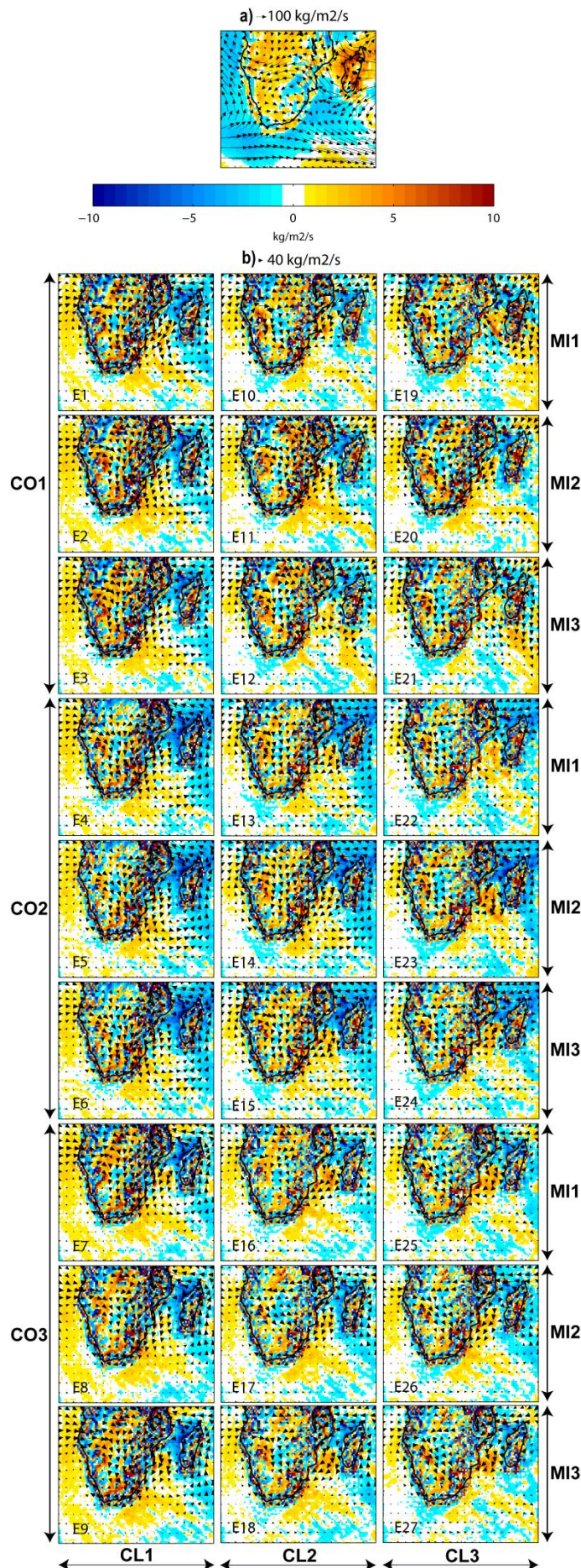


Figure 3 : Part des pluies convectives simulées par les 27 expériences. Les acronymes (cf Tab. 1) montrent comment sont placées les expériences au sein de la figure.



4) Thermo-dynamique atmosphérique saisonnière

Les Figures 4 et 5 présentent la moyenne saisonnière ERA40 et les biais saisonniers de chaque expérience WRF par rapport à ERA40 des flux d'humidité intégrés entre 1000 et 200 hPa, de leur convergence et de la vitesse verticale du vent à 500 hPa. Ces variables synthétisent respectivement le transport d'humidité et la dynamique associée à la convection. Dans ERA40 comme WRF, les structures spatiales de la thermo-dynamique atmosphérique sont cohérentes avec les structures pluviométriques décrites plus haut. Les régions arrosées sont associées à de la convergence d'humidité et de l'ascendance de l'air à 500 hPa, d'autant plus fortes que les quantités précipitées sont importantes.

Figure 4 : (a) Moyenne saisonnière des flux d'humidité intégrés verticalement entre 1000 et 200 hPa et de leur convergence simulée par ERA40. (b) Biais saisonniers de chaque expérience WRF par rapport à ERA40. Pour le transport d'humidité, un vecteur sur 5 est montré. Pour la convergence d'humidité, les valeurs positives (négatives) correspondent respectivement à (a) de la convergence (divergence) d'humidité et à (b) des biais de convergence (divergence) par rapport à ERA40. Les acronymes (cf Tab. 1) montrent comment sont placées les expériences au sein de la figure.

Les différences majeures entre ERA40 et chaque expérience WRF se localisent toutes sur le subcontinent et à proximité de Madagascar. Pour Madagascar et ses pourtours, la convergence d'humidité et l'ascendance de l'air à 500 hPa sont plus fortes dans ERA40 que dans la majorité des expériences WRF, ce qui se traduit par des biais anticycloniques des flux d'humidité et des biais négatifs de la vitesse du vent vertical dans WRF. C'est la raison pour laquelle ERA40 y simule davantage de pluies (biais secs ERA40 moins forts que ceux de WRF; Fig. 1). Sur le subcontinent, la Figure 4 montre une plus forte pénétration des flux de nord-est au niveau du sud de la Tanzanie et des flux d'ouest sur le nord de l'Angola dans la majorité des expériences WRF. Dans ERA40 comme dans WRF, la majorité de l'humidité disponible au-dessus de l'Afrique australe provient de l'océan Indien, surtout du sud ouest. Dans

ERA40 cependant, la plupart des flux d'humidité originaires du bassin Indien transitent zonalement et rejoignent l'Atlantique sud à la verticale de l'Angola. Ceux des 27 expériences WRF ont la caractéristique commune de converger avec ceux provenant de Tanzanie et de l'Angola dans le sud de la cuvette congolaise. La convergence d'humidité y est donc en général plus forte, induisant des biais positifs d'ascendance en moyenne troposphère (Fig. 5). C'est en particulier le cas au niveau de la ZCIT subcontinentale, des montagnes (Damara, Drakensberg) et des reliefs plus modérés.

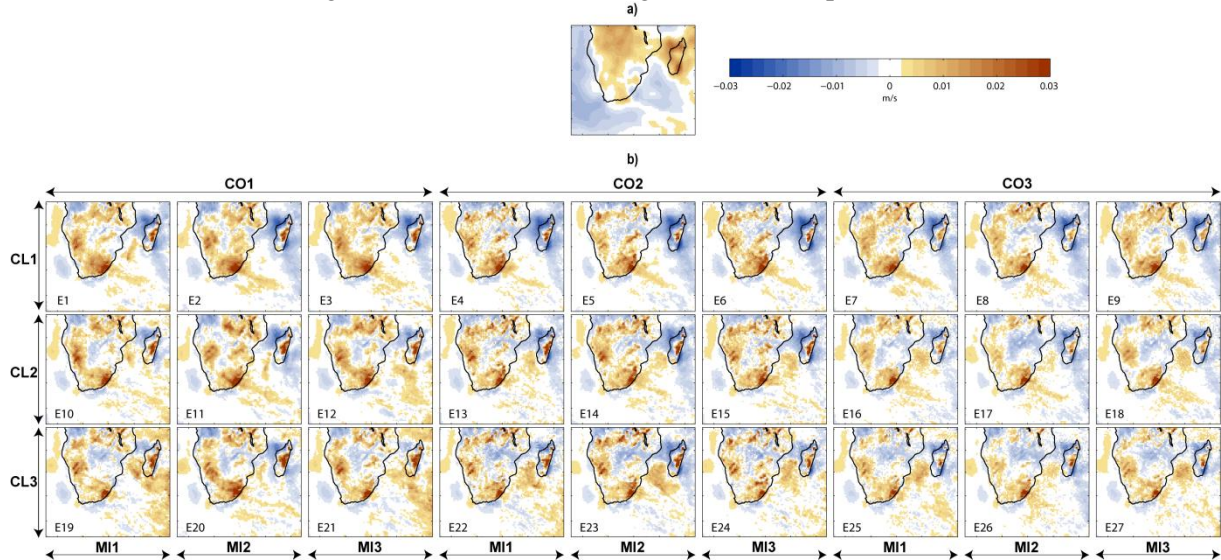


Figure 5 : Idem que Fig. 4 pour la vitesse verticale du vent à 500 hPa. Les valeurs positives correspondent respectivement (a) à des mouvements ascendants (subsidents) et (b) à des biais ascendants (subsidents) par rapport à ERA40. Les acronymes (cf Tab. 1) montrent comment sont placées les expériences au sein de la figure.

Les différences inter-membres des biais WRF concernent également le subcontinent et les pourtours de Madagascar. Elles résultent souvent d'alliances entre les trois types de schémas, particulièrement entre les schémas de couche limite et de convection. Par exemple, l'alliance entre Betts-Miller-Janjic (CO2) et Mellor-Yamada-Janjic (CL1) ou Yonsei (CL2) tend à renforcer les biais anticycloniques du pourtour de Madagascar (Fig. 4) et les biais de subsidence de l'aire en moyenne troposphère (Fig. 5). Au contraire, l'alliance entre Kain-Fritsch (CO1), Yonsei (CL2) / ACM2 (CL3) et WSM5 (MI1) / WSM6 (MI3) tend à y simuler des biais légèrement cycloniques (Fig. 4), impliquant des biais d'ascendance (Fig. 5) accrus dans le sud-est du domaine simulé. Ces alliances non systématiques suggèrent une non linéarité des relations entretenues entre les différents schémas testés.

Les coupes méridiennes moyennées entre 20E et 30E (Fig. 6) présentent les profils verticaux des biais saisonniers de température et d'humidité spécifique de WRF par rapport à ERA40. Au pas de temps saisonnier, ces paramètres paraissent encore une fois être essentiellement contrôlés par les schémas de convection. La masse d'air est largement plus chaude sur le subcontinent avec Kain-Fritsch, quelle que soit la latitude dans les basses couches, et sur toute la colonne d'air entre 30S et 20S. Bien que l'amplitude des biais chauds y soit plus faible, il en est de même avec Betts-Miller-Janjic (CO2) surtout lorsqu'il est couplé avec les schémas de couche limite Mellor-Yamada-Janjic (CL1) et Yonsei (CL2), et dans une moindre mesure avec Grell (CO3) couplé avec les schémas de microphysique WSM5 et WSM6 (MI1 et MI3). Le lien température / humidité spécifique est important dans Kain-Fritsch (CO1) et Grell (CO3). La masse d'air, plus chaude dans Kain-Fritsch, a une plus forte capacité hygrométrique. Les basses couches sont plus froides dans Grell (CO3) ce qui pourrait y expliquer les biais négatifs d'humidité spécifique. Ce constat est moins vrai avec Betts-Miller-Janjic (CO2) où l'on note une déconnexion entre la température et l'humidité spécifique au nord de 15S. Bien que moins chaud que Kain-Fritsch dans les basses couches, il contient tout de même autant d'humidité, surtout dans les hautes couches. Il semblerait alors que la surestimation des cumuls pluviométriques générée par les schémas de convection Kain-Fritsch et Betts-Miller-Janjic (Fig. 2) soit étroitement liée aux biais positifs de la vapeur d'eau contenue sur l'ensemble de la colonne d'air.

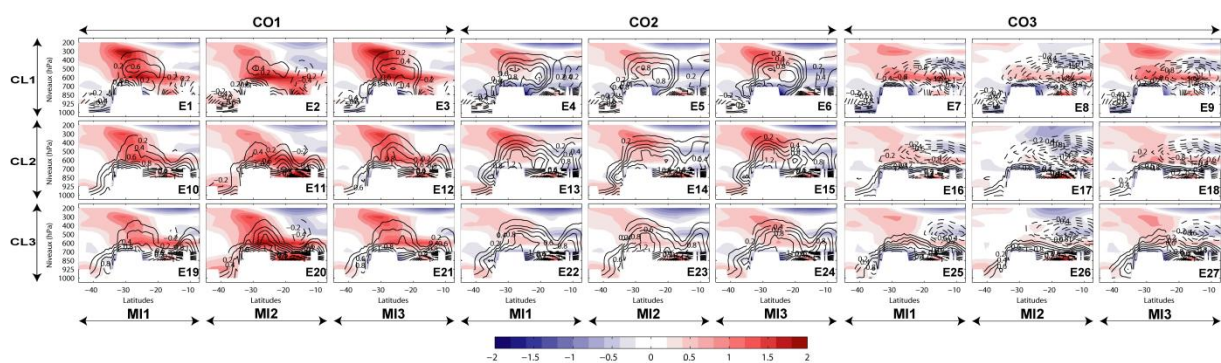


Figure 6 : Coupes méridiennes des biais saisonniers WRF-ERA40 de température et d'humidité spécifique moyennés entre 20E et 30E. Les contours en traits pleins (tiretés) correspondent aux biais humides (secs) de WRF. L'intervalle des contours est de 0.2 g/kg. Les couleurs chaudes (froides) illustrent les biais chauds (froids) de WRF. Les acronymes (cf Tab. 1) montrent comment sont placées les expériences au sein de la figure.

4) Conclusion et discussion

Cette étude vise à documenter les incertitudes du MCR WRF-ARW générées par les paramétrisations physiques de la convection, de la couche limite et de la microphysique, au pas de temps saisonnier et au travers d'une comparaison avec les observations / estimations pluviométriques et les réanalyses ERA40 injectées à ses bornes latérales.

La géographie des biais pluviométriques saisonniers WRF n'est guère contrôlée par la paramétrisation physique. WRF sous-estime la pluviométrie aux latitudes tropicales et la surestime aux latitudes subtropicales, notamment sur les régions montagneuses. La géographie des biais semble davantage dépendre de la topographie et de réglages non testés ici, tels que la dynamique et les schémas de surface. Les incertitudes sont plus importantes en termes de cumuls saisonniers et de types de pluies (convectives / non convectives). La variabilité inter-membre y est relativement importante et semble essentiellement gouvernée par les schémas de convection. Kain-Fritsch et Betts-Miller-Janjic surestiment les quantités précipitées sur le domaine renseigné par les stations sud-africaines à régime pluvial tropical. Indépendamment des schémas de couche limite et de microphysique, Grell est de ce point de vue le schéma le plus performant, y simulant des quantités comparables aux observations et plus convaincantes que les estimations GPCP. WRF apporte donc une réelle plus-value par rapport à ERA40 qui s'avère complètement irréaliste (biais secs systématiques et structures spatiales médiocres). Ceci tend à prouver que la prise en compte de processus d'échelle plus fine que dans les MCGA est un élément clé pour simuler correctement les précipitations à l'échelle des territoires.

La disparité des cumuls simulés par WRF semble surtout liée à la quantité de vapeur d'eau contenue en basse et moyenne couche de l'atmosphère. Kain-Fritsch et Betts-Miller-Janjic sont associés à des biais positifs d'humidité spécifique, alors qu'ils sont négatifs pour Grell. La part des pluies convectives est fonction du schéma de convection, et dans une moindre mesure des schémas de couche limite. Kain-Fritsch et Grell simulent davantage de pluies convectives que Betts-Miller-Janjic, constat cohérent avec la circulation tropicale dominante pendant le cœur de la saison des pluies.

En termes de thermo-dynamique atmosphérique, la majorité des expériences montre des biais de convergence des flux d'humidité sur le subcontinent, résultant d'une plus forte pénétration des flux en provenance du nord-est en lien avec des biais anticycloniques sur le pourtour de Madagascar, d'une diminution des flux zonaux d'est ERA40 transitant le subcontinent sans précipiter, en lien avec des biais cycloniques du sud-ouest de l'Afrique australe. Cette configuration générale accroît les mouvements ascendants de l'air, donc la convection profonde ou non. Les différences inter-membres sont nettement plus compliquées à décrire et donc à expliquer pour la thermo-dynamique que pour les précipitations. Même si les schémas de convection jouent encore un rôle prédominant au pas de temps saisonnier, des alliances non systématiques entre les trois types de schémas testés mettent en évidence la non-linéarité de leurs relations.

Une approche ensembliste, initialisée avec des conditions atmosphériques perturbées, permettra d'évaluer à la fois la dispersion inter-membre, la reproductibilité des signaux climatiques, et la capacité du modèle à simuler la pluviométrie au pas de temps intra-saisonnier (nombre de jours de pluie, leur intensité, longueur de la saison des pluies...). Les résultats obtenus dans cette étude préliminaire sont toutefois encourageants et suggèrent que l'on peut avoir relativement confiance au champ de pluie saisonnier simulé par un MCR.

Bibliographie

- Alexandru A, De Elia R, Laprise R. 2007. Internal Variability in Regional Climate Downscaling at the Seasonal Scale. *Monthly Weather Review* **135**: 3221-3238.
- Castro CL, Pielke Sr RA, Leoncini G. 2005. Dynamical Downscaling: Assessment of Value Retained and Added Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Journal of Geophysical Research* **110**: D05108, doi:10.1029/2004JD004721.
- Caya D, Biner S. 2004. Internal Variability of RCM Simulations Over an Annual Cycle. *Climate Dynamics* **22**: 33-46.
- Cook KH. 2000. The South Indian Convergence Zone and Interannual Rainfall Variability over Southern Africa. *Journal of Climate* **13**: 3789-3804.
- Crétat J, Richard Y, Pohl B, Rouault M, Reason CJC, Fauchereau N. 2009. Recurrent daily rainfall patterns over South Africa and associated dynamics during the core of the austral summer. *International Journal of Climatology*, soumis.
- Dai AG. 2006. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of Climate* **19**: 4605-4630.
- Flaounas E, Bastin S, Janicot S. 2010. Regional climate modelling of the West African monsoon. Sensitivity to different physics schemes with WRF, *Climate Dynamics*, accepté avec révisions mineures.
- Giorgi F. 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate* **3**: 941-964.
- Giorgi F, Bi X. 2000. A study of internal variability of a regional climate model, *Journal of Geophysical Research* **105**: 503-522.
- Leung LR, Mearns LO, Giorgi F, Wilby RL. 2003. Regional climate research, needs and opportunities. *American Meteorological Society* **84**: 89-95.
- Lindesay JA. 1988. South African Rainfall, The Southern Oscillation and a Southern Hemisphere Semi-Annual Cycle. *International Journal of Climatology* **8**: 17-30.
- Lynch SD. 2003. Development of a raster database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa. Report No. 1156/1/04, *Water Research Commission*, Pretoria, South Africa; 78 pp.
- McGregor JL, Walsh KJ, Katzfey JJ. 1993. *Nested Modelling for Regional Climate Studies*. John Wiley and Sons: Chichester, UK; 367-385.
- Poccard I, Janicot S, Camberlin P. 2000. Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa, *Climate Dynamics* **16**: 897-915.
- Poccard I. 2000 : *Etude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique Tropicale*, Thèse de Doctorat CRC - Université de Bourgogne, Dijon, France.
- Rouault M, Richard Y. 2005. Spatial extent and intensity of droughts in Southern Africa, *Geophysical Research Letters* **32**: DOI:10.1029/2005GL022436.
- Seth A, Giorgi, F. 1998. The Effects of Domain Choice on Summer Precipitation Simulation and Sensitivity in a Regional Climate Model, *Journal of Climate* **11**: 2698-2712.
- Shamarock W, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Duda MG, Huang XY, Wang W, Powers JG. 2008. *A description of the advanced research WRF version 3*, NCAR technical note, NCAR/TN-475+(STR).
- Trenberth KE. 1991. Climate diagnostics from global analyses: Conservation of mass in ECMWF analyses. *Journal of Climate* **4**: 707-722.
- Trenberth KE, Stepaniak DP, Hurrell JW. 2001. Quality of reanalyses in the Tropics. *Journal of Climate*, **14**: 1499-1510.

- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Bechtold VDC, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Holm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne R, McNally AP, Mahfouf JF, Morcrette JJ, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Vitterbo P, Woollen J. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Meteorological Society* **131**: 2961-3012.
- Wilby RL, Wigley TML. 2000. Precipitation predictors for downscaling : observed and general circulation model relationships. *International Journal of Climatology* **20**: 641-661.
- Wilks DS. 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press: San Diego, CA.
- Xie, P, Janowiak JE, Arkin PA, Adler R, Gruber A, Ferraro R, Huffman GJ, Curtis S. 2003. GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate* **16**: 2197-2214.